

# Geologia e geoquímica do grupo Riachão do Ouro no contexto da folha Arraias, sudoeste de Tocantins, e implicações sobre arco magmático paleoproterozoico

Said Abdallah

Serviço Geológico do Brasil, CPRM  
Goiânia, GO, Brasil

said.abdallah@cprm.gov.br

## RESUMO

Este trabalho apresenta os resultados da cartografia geológica da Folha Arraias, Tocantins, enfocando as características geológicas e geoquímicas do Grupo Riachão do Ouro (GRO). Os principais objetivos que nortearam este trabalho foram o estudo geológico, petrográfico e geoquímico das rochas metavulcânicas e metassedimentares do GRO. Os resultados permitiram a individualização de uma sequência vulcano-sedimentar tipo *Greentone belt* de idade máxima Paleoproterozoico (Sideriano), distribuídas em faixas estreitas, concordantes com a estruturação regional NE, e circundadas por granitóides das suítes cálcio-alcálica alto K (monzogranitos) e suíte cálcio-alcálica baixo K (tonalitos e granodioritos metaluminosos e peraluminosos), distribuídas nas faixas Serrinha e Conceição. Há predomínio de rochas metavulcânicas, anfíbolitos e rochas metaultramáficas na faixa Serrinha, que representam a Formação Córrego Paiol, correspondente à unidade basal do GRO. Na faixa Conceição foram individualizadas tanto rochas metavulcânicas como metassedimentares químicas (BIFs, metacherts) e detríticas (quartzitos e metaconglomerados). O magmatismo máfico-ultramáfico apresenta assinatura de basaltos toleíticos alto Fe - Mg, e komatiítico (mais primitivo - MORB), desenvolvidos em ambiente de arco magmático do tipo arco de ilha em zona de subducção de margem continental ativa. As rochas deste conjunto vulcano-sedimentar (anfíbolito, metabasalto, metapiroxenito, metagabro) foram deformadas e metamorfisadas na fácies anfíbolito (hornblenda e granada) a xisto verde, enquanto que o pacote metassedimentar apresenta paragênese metamórfica cianita-sillimanita da fácies anfíbolito alto. Neste conjunto foram mapeadas importantes mineralizações auríferas associadas a alterações hidrotermais pervasivas, com direção geral N-NW. A compartimentação geotectônica enquadra esta região de estudo no contexto da borda ocidental do Cráton São Francisco, que representam núcleos cratônicos remanescentes do Protocontinente Columbia.

*Palavras-Chave:* Arco Mágmatco, Eopaleoproterozoico, *Greenstone belt*

## ABSTRACT

This paper presents the results of a geological mapping of the Arraias Sheet, State of Tocantins, central Brazil, focusing on the geological and geochemical characteristics of the Group Riachão do Ouro (GRO). The main objectives that guided this study were: geological survey, and petrography and geochemistry of the metavolcanic and metasedimentary rocks of the GRO. The results allowed the individualization of a *Greentone belt*-type volcano-sedimentary sequence with maximum Paleoproterozoic (Sideriano) age, distributed along narrow bands, in agreement with the regional NE structure, surrounded by granitic and high-K (monzogranites) and low K (tonalite and granodiorite metaluminous and peraluminous) calc-alkaline suites, part of the Serrinha and Conceição belts. There is a predominance of metavolcanic, amphibolite and metaultramafic rocks in the Serrinha belt, represented by the Córrego Paiol Formation, which corresponds to the basal unit of the GRO. The Conceição belt contains both metavolcanic and metasedimentary chemical (BIFs and metachert) and detrital (quartzite and metaconglomerate) rocks. The ultramafic-mafic magmatism has chemical signature of high Fe and Mg tholeiitic basalts, as well as komatiitic (more primitive), developed in island arc subduction zone of active continental margin. The rocks of the volcano-sedimentary amphibolite, metabasalt, metapiroxenite, metagabro group were deformed and metamorphosed in amphibolite facies (hornblende and garnet) to green schist, while the metasedimentary rocks were metamorphosed at the high amphibolite metamorphic grade (kyanite and sillimanite). Significant gold mineralization is found associated with pervasive hydrothermal alteration, with general direction N-NW. The mapped area is in the western edge of the São Francisco Craton, which may represent remnants of nucleus Columbia Protocontinent.

*Keywords:* magmatic arc, eopaleoproterozoic, greenstone belt

## 1. INTRODUÇÃO

Este trabalho visa estudar os aspectos geológicos e geoquímicos do Grupo Riachão do Ouro, no âmbito da folha Arraias, localizada no sudeste do estado do Tocantins (Brasil), com ênfase na contextualização geoquímica das rochas máficas e ultramáficas desta unidade geológica, na individualização do ambiente tectônico e na caracterização geoquímica desta unidade geológica. Para tanto se utilizou de técnicas geológicas de campo e análises de laboratório, como petrografia, litogeoquímica de rocha para elementos maiores (óxidos) e elementos traços e menores para simulação e modelagem geoquímica destas rochas. De modo que esta pesquisa se justifica pela complexidade destas rochas quanto a seu enquadramento e situação evolutiva dos

protólitos, desta forma, pretende-se discutir o modelo litogeoquímico para estas rochas sugerindo um modelo geológico. Aliou-se a estas metodologias técnicas de geofísicas como gamaespectrometria e magnetometria para individualização destas litologias. A região pesquisada localiza-se no sudeste do estado do Tocantins (Brasil) delimitada pelas coordenadas 12°00'S a 13°00'S e 46°30'W a 48°00'W abrangendo principalmente os municípios de Paranã e Conceição do Tocantins. O principal acesso a partir de Brasília se faz pela BR-020 até o entroncamento da GO-118 que segue em direção ao norte, passando por São João d'Aliança, Alto Paraíso e Teresina de Goiás, até Campos Belos e Arraias.

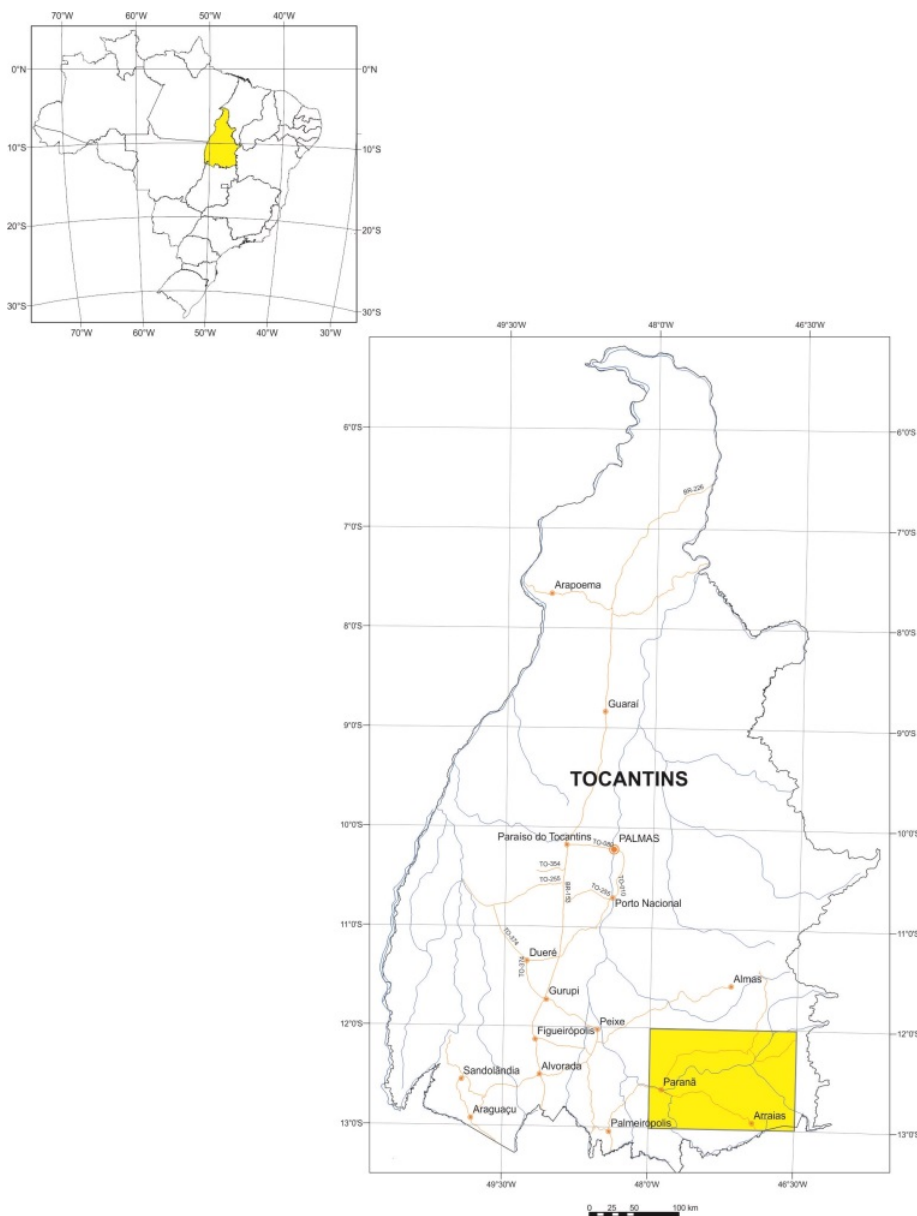


Figura 1. Mapa de localização da região de estudo, no sudeste do estado de Tocantins.

## 2. GEOLOGIA DA SEQUÊNCIA VULCANOSSEDIMENTAR GRUPO RIACHÃO DO OURO

As unidades do Grupo Riachão do Ouro (GRO) foram cartografadas como estreitos e submeridianos núcleos polideformados representados por sequência vulcanossedimentar polimetamórfica, com características de terrenos granito-greenstone (Figura 2). Essas rochas supracrustais distribuem-se nas porções noroeste e centro-norte da folha, entre os municípios de Taipas e Conceição do Tocantins, na região de Serranópolis (Príncipe) e nas proximidades do Rio Santa Isabel. Geograficamente, estas rochas distribuem-se em duas faixas intituladas Serrinha e Conceição, cujo conjunto de rochas supracrustais metavulcanossedimentares são ramificadas e linearmente distribuídas em forma de “Y”, as quais integram a porção oeste do embasamento do Cráton São Francisco.

Na área foram individualizadas duas unidades litoestratigráficas do GRO, designadas de Formação Córrego Paiol, com predomínio de rochas metamáficas e metultramáficas toleíticas e komatiíticas, e Formação Morro do Carneiro, constituída por sequências de rochas metassedimentares, ambas correlacionáveis com sequências similares da região de Almas-Natividade (Abdallah & Meneghini 2011). Os litótipos estão representados por BIF's, muscovita-cianita-sillimanita quartzitos, metachert ferríferos, xistos micáceos, metaconglomerados, anfibolitos e

hornblenditos/metagabros, quimicamente basaltos toleíticos alto Fe/Mg, komatiitos e metabasaltos komatiíticos (Figura 3).

A deformação principal é caracterizada por um regime transpressional dúctil a dúctil-rúptil, com direção N-S, da fase Dn, com foliação Sn penetrativa dúctil, impressa, predominantemente, nas rochas metassedimentares e metabásicas do Grupo Riachão do Ouro. Neste esforço gerou uma estruturação pretérita, marcada nos litótipos por zonas de cisalhamento dextrais e duas foliações (Sn e Sn+1). Este domínio dúctil caracteriza-se também por foliação desenvolvida onde ocorre o predomínio de dobras mesoscópicas assimétricas com plano axial subvertical e eixo subhorizontal com pequeno caimento para sul. A foliação apresenta direção NNW-SSE com mergulho elevado para leste e lineações de estiramento com caimentos para SW e N. Outros eventos deformacionais observados foram Dn+1(foliação Sn+1 N30W) e Dn+2(N40-50E) relacionadas no âmbito do domínio dos granitoides. De forma similar ao domínio dúctil rúptil em metagranitoides a deformação imposta sobre estes é heterogênea e está marcada por extensas zonas de cisalhamento de direção NE sinistrais e dextrais e subordinadamente NW e cuja geometria sigmoidal e distribuição de feições são mais espaçadas em relação ao domínio dos metagranitoides.

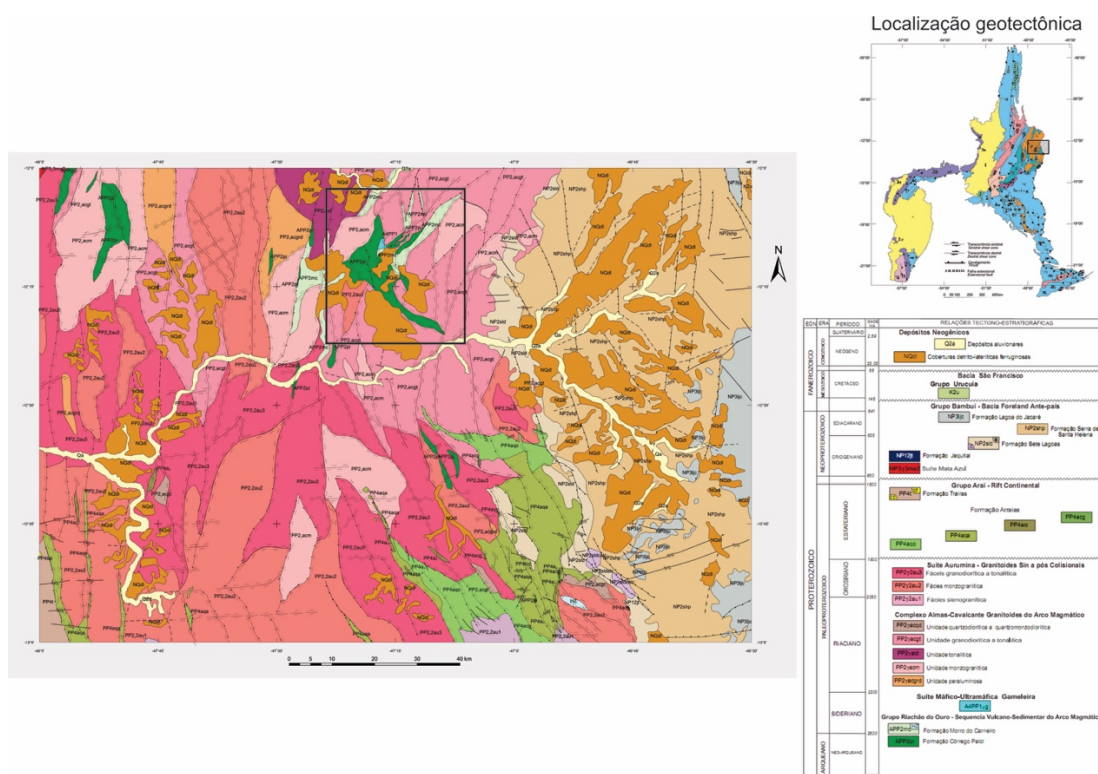


Figura 2. Mapa geológico regional da Folha Arraias, escala 1:250.000.

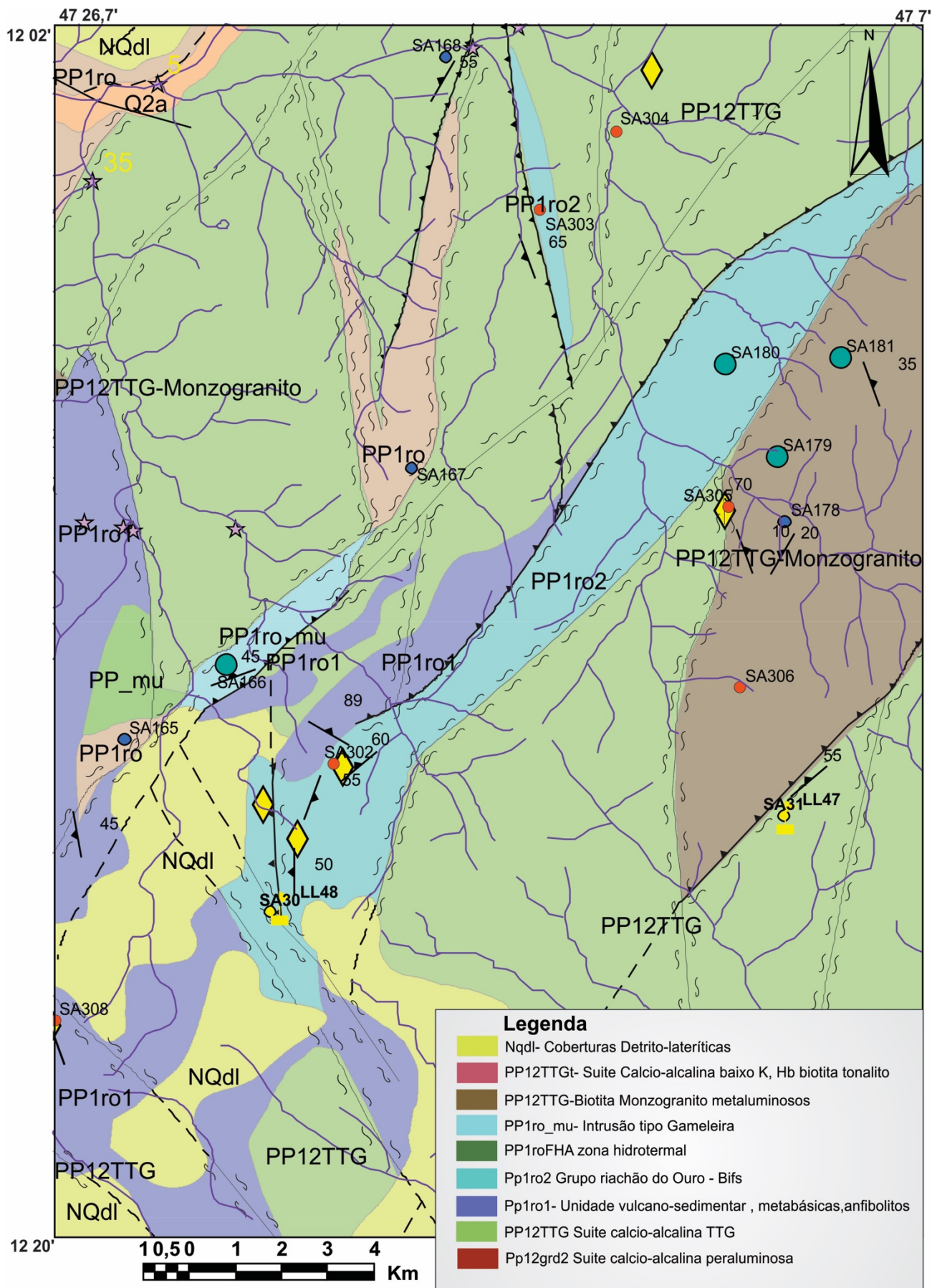


Figura 3. Mapa geológico da distribuição da faixa vulcanossedimentar de Conceição (TO), Grupo Riachão do Ouro.

### 3. PETROGRAFIA

As rochas metavulcânicas e plutônicas máfico-ultramáficas do GRO foram agrupadas nas Formação Córrego Paiol, unidade basal predominante metavulcânica, e sobreposta ou intercaladas por rochas metassedimentares da Formação Morro do Carneiro. As melhores exposições são representadas por hornblenda anfíbolitos, hornblenda-granada anfíbolito e metagabros, com química compatível com basaltos toleíticos alto Fe/alto Mg, além de metapiro Xenitos, tremolita xisto e metagabros de komatiitos *sensu strictu* e basaltos komatiíticos.

Os hornblenda anfíbolitos ocorrem como blocos centimétricos; são rochas melanocráticas, com texturas predominante nematoblástica a granoblástica, contendo na mineralogia principal hornblenda, além de plagioclásio e quartzo (10%), possivelmente anfíbolito ortoderivado. O granada anfíbolito pode apresentar até 10-15% de granada poiquilitica (Figuras 4A, 4D); a textura é porfiroblástica a nematoblástica. A presença de hornblenda e granada em algumas rochas metamáficas indica condições termobarométricas já compatíveis com fácies anfíbolito, verificando-se substancial aumento de temperatura no contato com os metagranitóides da Serrinha.

As rochas metaultramáficas são representadas por tremolita xistos komatiítico (Figura 4E) e metapiro Xenitos com mineralogia composta predominantemente por clinopiro Xenio, hornblenda e plagioclásio, contendo níveis de magnetitito. O tremolita xisto apresenta textura nematoblástica, constituídas por tremolita-actinolita, clorita e epidoto, paragênese metamórfica característica da fácies xisto-verde.

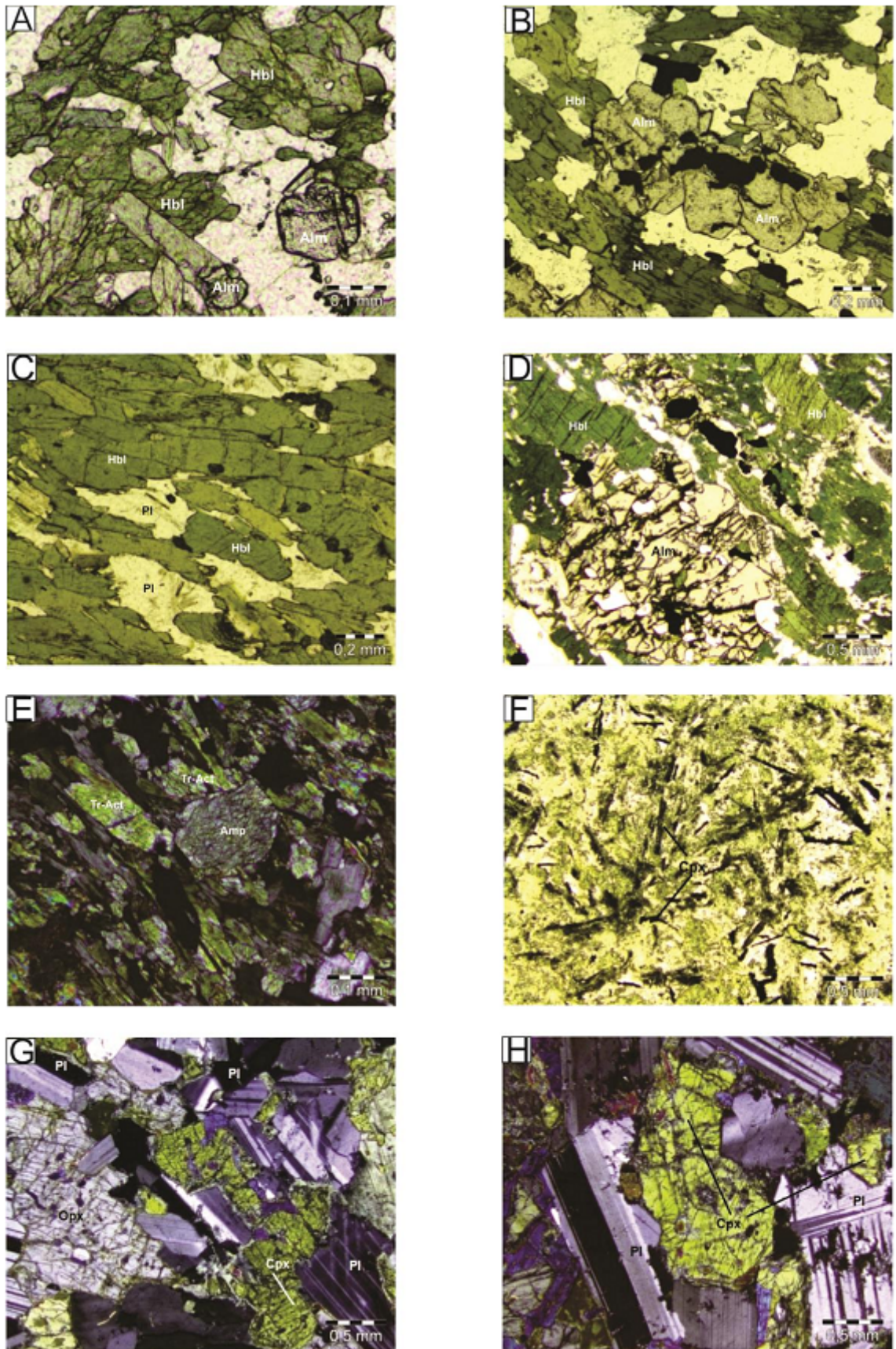
As rochas dominantes são hornblenda anfíbolitos de granulação fina e textura nematoblástica característica, são constituídas pela paragênese hornblenda, plagioclásio e quartzo que representa provável protólito ortoderivado (metabasalto). A amostra SA166 é um metabasalto toleítico de textura nematoblástica de granulação fina equigranular a porfirítica, apresenta expressiva cloritização que sugere texturas tipo pseudospinifex ou textura de resfriamento (Figura 4F). A amostra SA192 é um hornblenda metapiro Xenito, de textura nematoblástica a granoblástica, granulação grossa, e tendo como principais minerais hornblenda-actinolita (80%), plagioclásio, clinopiro Xenio e epidoto. Apresenta assinatura química coerente com basaltos komatiíticos e peridotitos komatiíticos.

A amostra SA163 representa amostra com microtextura cumulática preservada (Figuras 4G,

4H) representada por um metanorito-troctolito cumulático; é caracterizada por textura granoblástica, ortopiro Xenio (hiperstênio) e clinopiro Xenio, com plagioclásio intercúmulus. Esta rocha é correlacionada a intrusão acamadada da Suíte Gameleira e possivelmente é comagmática aos ortoanfíbolitos e metabasaltos toleíticos, devido à forte semelhança geoquímica entre ambos.

No contato com o flanco oeste da Serra do Lameirão predomina anfíbolito alterado de cor cinza-escura a esverdeada, equigranular granulação fina a média, texturas ofítica e nematoblástica. É uma rocha fortemente foliada e composição mineralógica à base de hornblenda (60%), epidoto (25%), tremolita/actinolita (12%) e plagioclásio (2%). Outros anfíbolitos são mesocráticos (contendo mais plagioclásio na composição modal) a melanocráticos, cor verde-escuro a cinza-esverdeado; as rochas são isotrópicas, magnéticas, com textura granoblástica e composição à base de anfíbolio e plagioclásio, exibindo raros grãos idioblásticos de tremolita-actinolita dispersos em matriz fina a localmente média/grossa, constituída por anfíbolio, plagioclásio, quartzo, titanita, epidoto e sericita (Figuras 4B, 4C). Os metagabros constituem rocha com cor verde claro a escuro, inequigranulares, granulação desde muito fina até grossa, texturas granoblástica, cumulática e poiquilitica, mineralogia com hornblenda (actinolita), clinopiro Xenio, plagioclásio, e paragênese regressiva com clorita e epidoto/zoizita.

A unidade metassedimentar química/detrítica denominada Formação Morro do Carneiro, registrada principalmente na Faixa Conceição, é predominantemente representada por BIFs, metacherts ferruginosos, hematita-quartzitos, filitos, sericita xistos e metaconglomerados oligomíticos. São rochas com grau metamórfico variável, desde xisto-verde até anfíbolito. As formações ferríferas bandadas (BIF) (Figura 5A) têm ocorrência em blocos soltos com até 1m de diâmetro; são rochas finamente bandadas (1 a 5 mm de espessura), cor cinza-escuro com intercalações de hematita e/ou magnetita e quartzo/chert). A formação ferrífera bandada pode apresentar discreta foliação, porém com bem definidos níveis pretos de magnetita (30%) e claros de quartzo (60%). Os filitos sericíticos são finamente laminados, cor cinza-claro a cinza prata, oxidados, carbonáticos, textura granolepidoblástica, magnéticos, aspecto sedoso, sulfetados, com laminação plano-paralela exibindo milimétricos níveis claros e escuros.



**Figura 4.** Prancha fotomicrografias; (A) paragênese constituída por granada ± hornblenda em anfibolito, SA86, LN, (B) amostra SA87, paragênese granada ± opacos ± hornblenda em anfibolito granonematoblástico, cujo protólito é representado por metabasalto, LN, (C) amostra SA152, hornblenda anfibolito mostrando textura nematoblástica caracterizada por “ripas” de hornblenda verde pleocróica, LN, (D) detalhe de grananda poiquilítica e hornblenda na amostra SA99, LN, (E) SA89, amostra de tremolita-clorita xisto exibindo secção basal de anfibólio e cristais de tremolita-actinolita, NC; e (F) amostra SA166, anfibolito fino com “ripas” de cpx e microtextura metabasáltica; LN; (G) minerais de opx, cpx e plagioclásio em gabro-noritro troctolito, correlacionado à intrusão Barra do Gameleira, NC; e (H) detalhe da textura cumulática em cpx-plagioclásio andesina, NC.

Os muscovita-cianita-sillimanita quartzo xistos (Figuras 5B, 5C) ocorrem como blocos soltos na porção leste da Serra do Lameirão, sul de Conceição do Tocantins; as rochas exibem granulação média, estrutura foliada, textura porfiroblástica, constituídas predominantemente por quartzo (55%), sillimanita fibrosa (12%) e cianita (11%), minerais característicos de condições de metamorfismo de fácies anfíbolito alto e que representam o pico metamórfico deste evento.

Os quartzitos a hematita são isotrópicos a discretamente foliados, eventualmente saprolitizados, com cores esbranquiçadas, sericíticos e cortados por veios de quartzo. Os metacherts ferruginosos exibem foliação cataclástica, com alternância de bandas

## 4. LITOGEOQUÍMICA

### 4.1 Classificação

O magmatismo máfico-ultramáfico na Folha Arraias é representado, principalmente, pelas rochas vulcanossedimentares do Grupo Riachão do Ouro, definidas como resultantes de um vulcanoplutonismo de afinidade komatiítica e toleítica (Abdallah, 2011). Os resultados analíticos foram interpretados por meio de softwares específicos cujas análises realizadas pelo método ICP-IMS no laboratório da Geosol.

Na petrografia as amostras são representadas por anfíbolito, metagabro, tremolita talco xisto, hornblenda metapiroxenito, derivadas de magmatismo komatiítico e toleítico alto Fe, enquadradas na unidade metavulcanossedimentar do Grupo Riachão do Ouro. No diagrama triangular de classificação de Jensen (1976) (Figura 6) as amostras distribuem-se no campo do magmatismo komatiítico (5 amostras, hornblenda metapiroxenito, metagabro não cumulático e tremolita xisto) e no campo de basaltos toleíticos

### 4.2 Ambiente tectônico

Através do comportamento geoquímico similar destes litotipos com as rochas máficas e ultramáficas da região, confeccionaram-se diagramas geoquímicos discriminantes para observarem seus padrões. A partir destes gráficos pôde observar similaridades com rochas de arco magmático de margem ativa. Na análise dos diversos modelos de ambientes geotectônicos para as rochas do GRO permitem enquadrá-las em ambientes característico de margem continental ativa que transiciona para arco de ilha oceânico.

Na Figura 8A as amostras são plotadas no campo de rochas derivadas de ambiente de arco vulcânico cálcio-alcalino com transição para

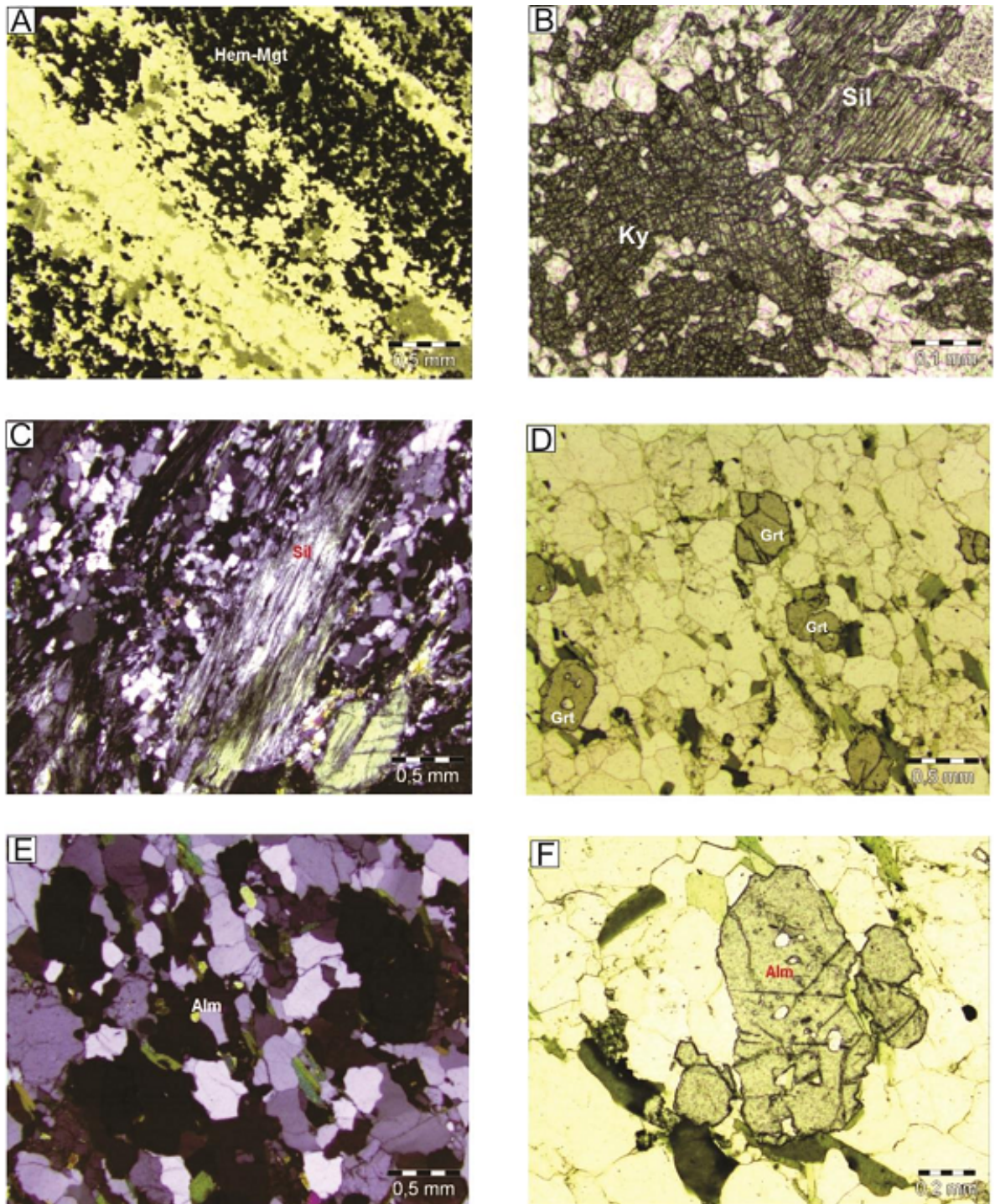
milimétricas de quartzo (80%), K-feldspato (5%) e óxido de ferro (15%) e exibem cor esbranquiçada. Localmente são xistosos e ocorrem como uma massa de alteração acinzentada, mostrando porções avermelhadas que sugerem grãos de quartzo/feldspatos.

Em outro expressivo afloramento, ocorre granada xisto milonítico, rocha paraderivada, com textura granolepdoblástica, contendo como mineralogia essencial, quartzo (60%), biotita (35%), plagioclásio geminado (10%) e microclima (5%). A rocha é cortada por milimétricas bandas de cisalhamento preenchidas por granada e biotita, que junto com sillimanita e cianita que caracterizam os xistos, definem a mineralogia do pico metamórfico (Figuras 5D, 5E, 5F).

alto Mg e alto Fe (anfíbolitos, metagabros) e o norito troctolito tipo intrusão da Gameleira. No diagrama ZrTi vs NbY modificado por Pearce (1996) (Figura 7) as amostras plotam, predominante, no campo de basaltos subalcalinos e toleiticos, o que é confirmado no gráfico AFM (Irvine & Baragar 1971), onde situam-se no campo da série toleítica.

Considera-se que estes dois grupos de rochas constituem as unidades vulcânicas e plutônicas do Grupo Riachão do Ouro, possivelmente da Formação Córrego do Paiol, unidade basal do Grupo Riachão do Ouro. Constatou-se, adicionalmente que estas rochas não possuem olivina em sua composição modal e as texturas de cumulados são restritas a uma amostra, norito troctolito. Os toleiticos basálticos alto Mg são considerados pertencentes ao *trend* da série toleítica

toleiticos de arco de ilha, com maior enriquecimento de La e Y em zonas de subducção. Na Figura 8B esta situação se repete com predomínio de basaltos de Arco através de enriquecimento de Th e Hf. Desta forma estes diagramas identificam a influência dos componentes de subducção na química dos elementos-traço. De acordo com Pearce (1996), os magmas de arco são enriquecidos em Th e são especialmente empobrecidos em Ta e caem no campo Hf-Th próximo dos MORB ou basaltos intra-placas. Basaltos cálcio-alcalinos tem Th mais alto que IAT e, assim, caem mais próximos ao vértice do Th no diagrama discriminante.



**Figura 5.** Prancha fotomicrografias, (A) bandamento regular de quartzo-chert e hematita-magnetita em formação ferrífera bandada, LN, (B) ponto SA042, paragénese com sillimanita e cianita (textura em escada), em xisto aluminoso porfiroblástico, fácies anfibolito, LN, (C) rocha cianita sillimanita xisto com textura fibrosa típica da sillimanita em cianita-sillimanita-quartzo xisto, LP, (D) afloramento SA47b, milonito ortoderivado em zona de contato, exibindo granada metamórfica pós Sn-biotita, LN, (E) granada-biotita-quartzo milonito com textura granoblástica, LP, (F) detalhe da rocha SA47b com paragénese representada pelo intercrescimento de granada poiquilitica e biotita em shear band, LN.



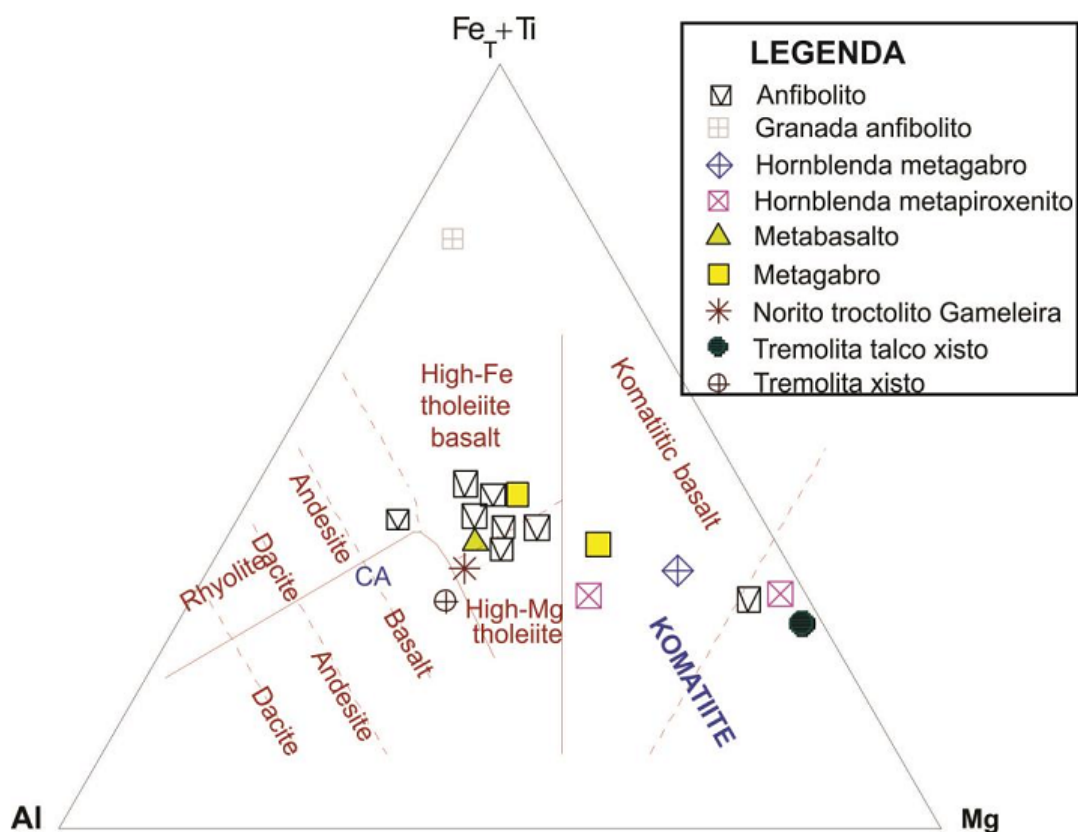


Figura 6. Diagrama triangular de Jensen (1976) para rochas máficas e ultramáficas do GRO.

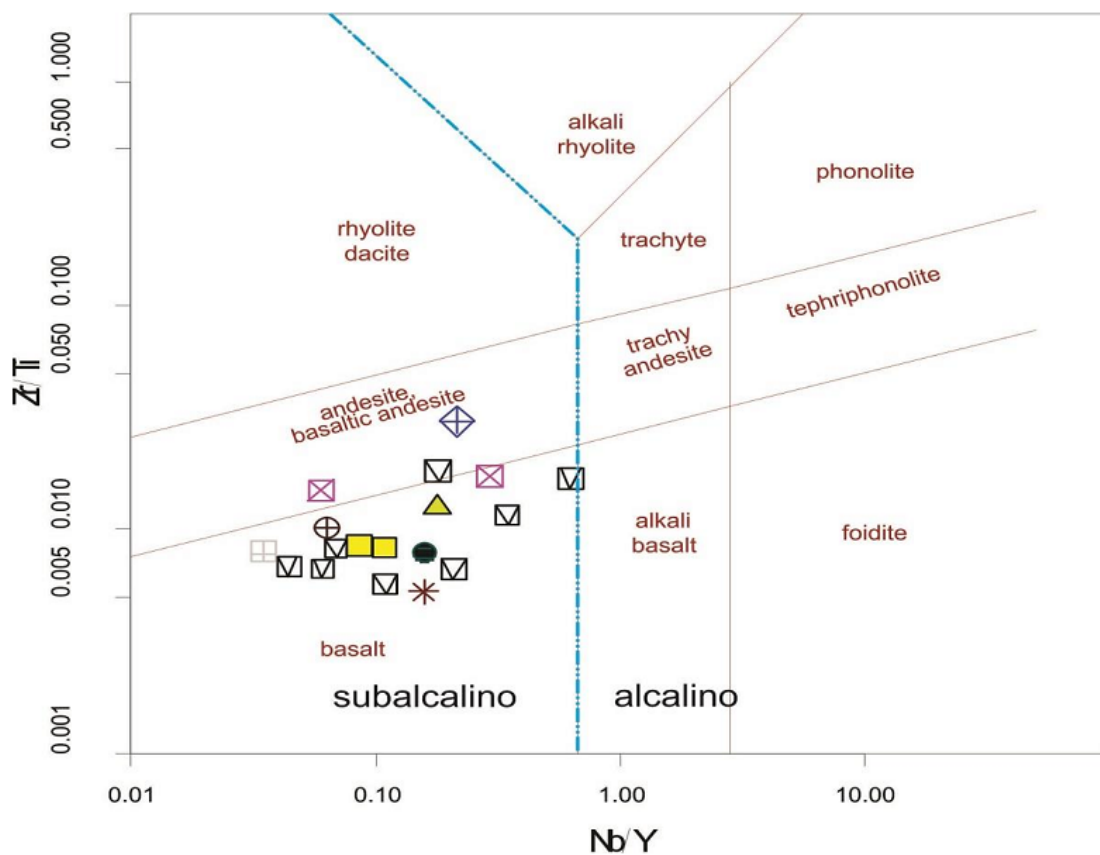
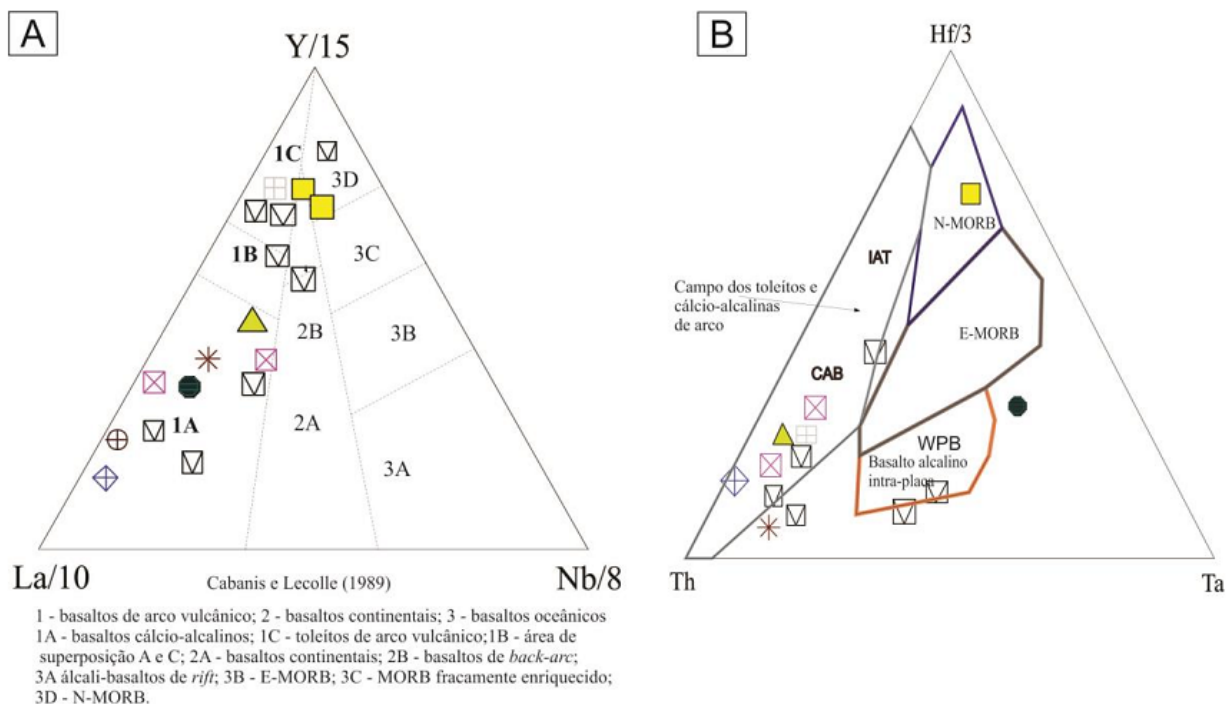


Figura 7. Diagrama Zr/Ti vs Nb/Y modificado por Pearce (1996) para rochas máficas e ultramáficas do GRO, legenda como anterior.



**Figura 8.** Diagramas discriminantes de ambiente tectônico aplicado para os litotipos do GRO, (A) Gráfico triangular de Cabanis e Lecolle (1989) as amostras plotam nos campos de basaltos cálcio-alcalino de arco vulcânico; (B) diagrama discriminante de ambientes tectônicos Hf/3, Th, Ta de Wood (1980).

Nos diagramas Nb/Th-Y (Jenner et al. 1991) (Figuras 9A e 9B), também permitem identificar assinatura de arco magmático para as rochas máficas e ultramáficas, como observa-se pelas baixas razões de Nb/Th neste ambiente de arco normal, com uma amostra no campo de arco empobrecido (D-ARC).

O diagrama (Figura 10A) que relaciona as razões Th/Yb vs. Ta/Yb são importantes discriminantes devido aos elementos HFSE não serem, significativamente, afetados pelos processos que causam heterogeneidade no manto, portanto, estes elementos dispostos no eixo vertical detectam componentes de zona de subducção relacionados às rochas de arco que se dispõem tipicamente acima dos valores do manto.

De acordo com (Pearce 1996), os basaltos cálcio-alcalinos possuem razão Th/Yb mais altas que os toleitos de arco de ilha. Estas características são evidências dos efeitos químicos dos fluidos derivados da zona de subducção que carregam Ce e Th para a cunha do manto na região dos basaltos de arco. Neste modelo, enquanto os basaltos de

MORB (*meso oceanic ridge Basalt*) e WPB (*within plate basalt*) situam-se próximos ao campo do manto, os basaltos de arco, tanto CAB (*calc alkaline basalt*) como IAT (*island arc tholeiitic*) também apresentam razões de elementos incompatíveis Ti/Y e Ta/Y diferentes àquelas relacionadas aos basaltos de riftes e, tipicamente, dispõem-se acima do limite do manto. Considera-se que estas rochas do GRO tiveram comportamento geoquímico compatível com Arco magmático de Margem continental ativa.

Na Figura 10B observa-se um *trend* de enriquecimento da razão Th/Yb conforme uma trajetória de enriquecimento em Zona de subducção, para valores baixos da razão Nb/Y, sendo de zona de subducção valores empobrecidos de Nb e Y. Utilizando-se as razões Nb/Y e Zr/Y segundo Fitton (1991) não permite discriminar magmas formados de MORB e arco (em ambos os padrões são semelhantes devido a fluidos hidratados transportarem pouco Nb e Zr). Nas amostras predominam *trend* de enriquecimento em Zr/Y comparável a basalto de arco e MORB.

### 4.3 Tipologia e evolução magmática

Os valores de mg# mais baixo (menores que 60-63) possuem significado petrogenético distinto dos mais altos, com relação a evolução dos magmas básico-ultrabásicos e nos *trends* evolutivo. A variação do número de magnésio para as rochas

máficas e ultramáficas encontra-se entre 44 – 80, com valores de mg# de 60-63 predominando nos anfíbolitos e metagabros, com afinidade de magma toleítico.

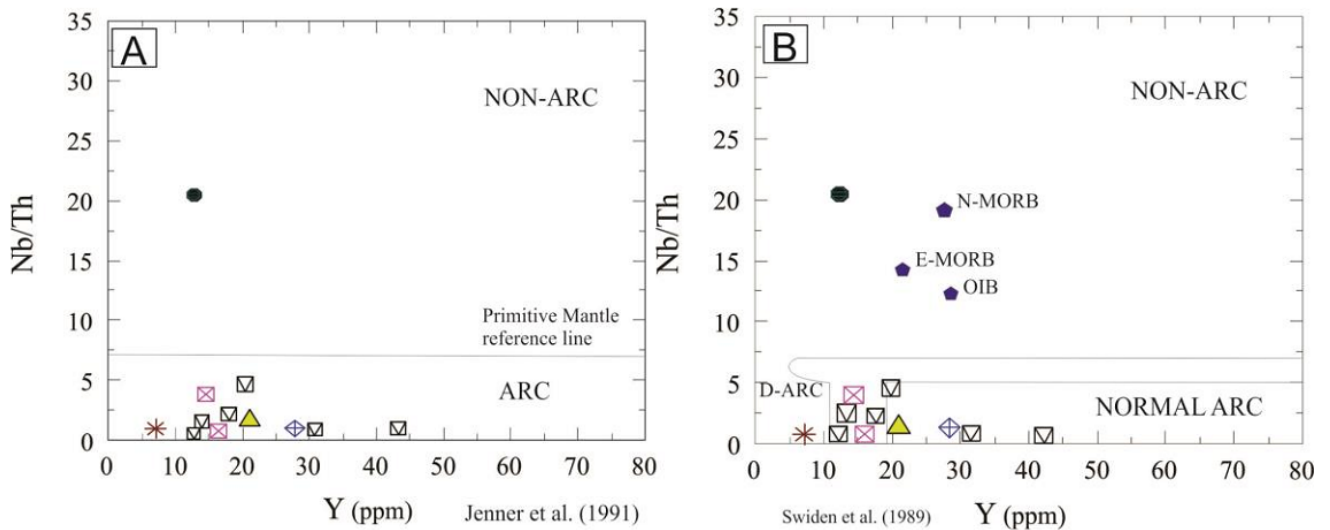


Figura 9. Diagrama discriminante de ambiente de arco, (A) e (B) diagrama Nb/Th vs Y para discriminação de ambiente de arco e não arco (Jenner et al. 1987).

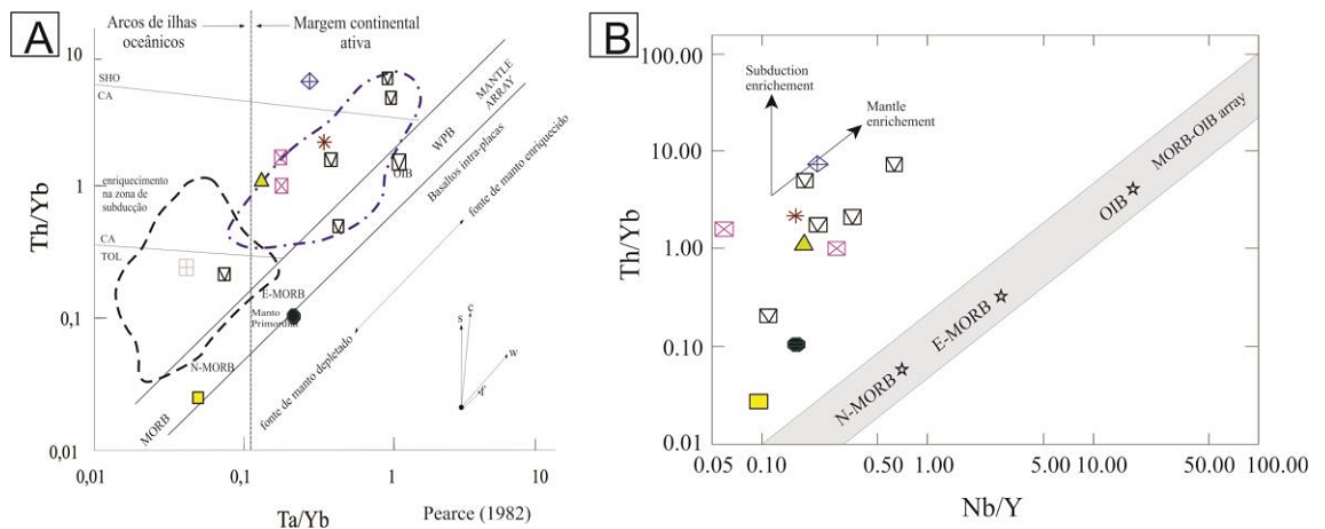


Figura 10. (A) Diagrama da razão Th/Yb vs Ta/Yb (Pearce 1996) para rochas máficas e ultramáficas, que posicionam estes litotipos em tendência de trajetória de zona de subducção, ao invés de enriquecimento do manto ou fracionamento de líquidos, convenções, N-, E-MORB e OIB composições a partir de Sun & McDonough (1989); o limite do campo manto e o campo cálcio-alcálico (C-A), toleítico (TH) e SHO - shoshonito; CC – contaminação crustal. Limites de basaltos de arco oceânico; s – enriquecimento em zona de subducção, c – contaminação crustal, w – enriquecimento intraplaca, f – cristalização fracionada; (B) Gráfico das razões Th/Yb vs Nb/Y; Legenda como anterior.

Tomando o número de mg# como índice de diferenciação separa-se valores entre 74-80 relaciona-se com rochas fortemente magnesianas, tremolita xisto, metapiroxenito não cumuláticos e com afinidade komatiítica. Desta forma, rochas com mg# >60 constituíram rochas primitivas e mg# inferior a 60 seriam rochas mais evoluídas; os exemplos de metakomatiitos das sequências vulcanossedimentares, normalmente apresentam valores de 69-81 mg#. A correlação entre elementos maiores em função do número de magnésio (mg#) indica maior mobilidade de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O, SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, FeO, caracterizada pela forte dispersão das amostras, possivelmente devido a atuação do

metamorfismo, e apresenta correlação negativa para TiO<sub>2</sub> segundo um *trend* evolutivo, como mostra a Figura 11A.

Nos diagramas de elementos-traço em função de mg# observa-se forte espalhamento das amostras para o Yb. Este constitui elemento incompatível que não participa de sólidos em fracionamento e, portanto, tende a apresentar razão inicial constante durante a cristalização fracionada. Ni apresenta comportamento geoquímico diferenciado nas amostras analisadas, com forte enriquecimento nas rochas komatiito, com aumento do número de Mg (Figura 11B).

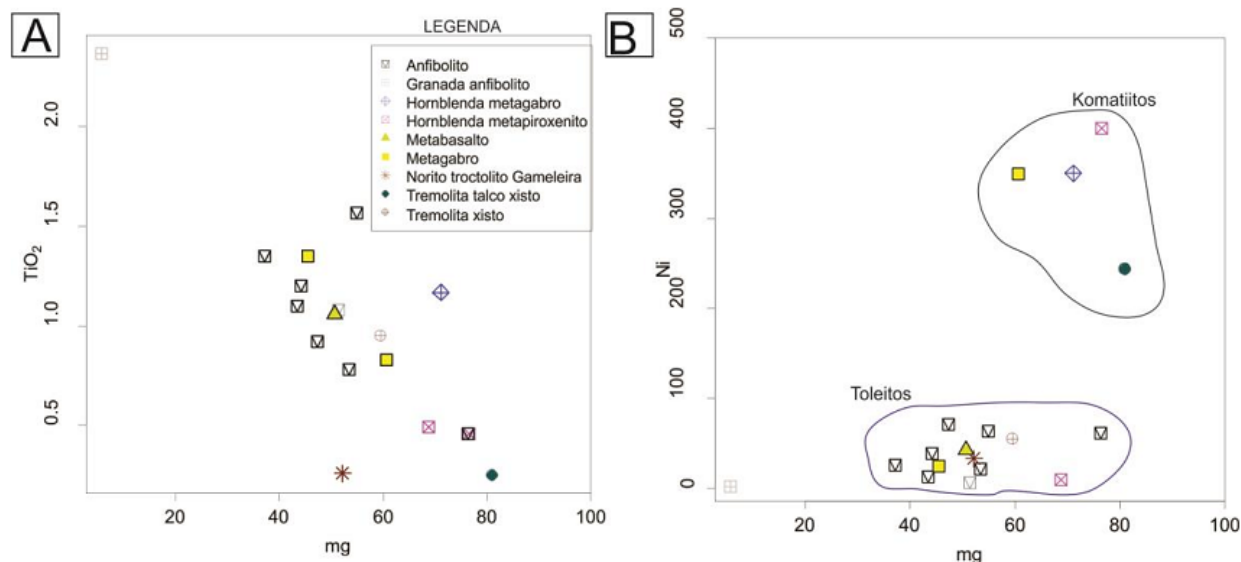


Figura 11. A) Diagrama de variação de número de Mg versus  $TiO_2$ , os termos magnesianos correspondem a rochas com afinidade komatiítica; B) Gráfico Ni vs #mg, os termos mais magnesianos correspondem a komatiitos não cumulatos.

O fracionamento de ETR leve, revelado pela razão de La/Sm, constitui parâmetro para identificação da evolução magmática, haja visto que ambos são incompatíveis no manto superior e não sofrendo fracionamento permanecendo como resíduo na fusão. Portanto, sua variação linear positiva é característica de trajetória de fusão parcial ao invés do *trend* de cristalização fracionada a partir de magma original (Figura 12A).

A distribuição das razões Th/Ta e La/Yb, mostra que a baixa razão La/Yb (10-15) indica pequeno fracionamento de ETR neste magma, e valores intermediários a alto da razão Th/Ta permite indicar que o magma original foi gerado a partir do manto primitivo com assimilação de componentes da crosta superior, assim configurando uma trajetória manto primordial – crosta superior. Também se aplica as razões dos elementos Zr/Nb vs Y/Nb para identificar os tipos de fonte magmáticas. Neste modelo permitiu caracterizar um grupo formado a partir de fonte do manto empobrecido (alta razão de Y/Nb e fortemente empobrecido em Nb); um segundo grupo com características de manto enriquecido e um terceiro grupo, predominante, que apresenta forte componente de contaminação crustal.

Para melhor estimar o papel da contaminação crustal na evolução das rochas básicas e ultrabásicas, o teor de Ce e Nd foram plotados no diagrama Ce-Nd (Figura 12B) mostrando que a maior parte das amostras se situam abaixo da linha que representa a composição do condrito ( $Ce/Nd = 1.31$ ), portanto, característico de uma fonte empobrecida em ETR leve. Poucas amostras plotam acima da linha de referência dos condritos, portanto, com

característica de fonte do manto enriquecido. De modo geral estas rochas tendem ao alinhamento e passam pela origem garantindo que não sofreram processo significativo de contaminação ou assimilação por cristalização fracionada. Adicionalmente este diagrama mostra que estas rochas foram geradas partir de fonte que sofreu alta taxa de fusão acima de 10%.

Nos diagramas de elementos terras raras (ETR) normalizado em relação aos valores do condrito de Boynton (1984) (Figuras 13A,C) e no diagrama multielementar normalizado em relação ao manto primitivo de Sun & McDonough (1989) (Figuras 13B,D), pode-se distinguir dois grupos. Observa-se que os anfibolitos, granada anfibolito, metabasalto e metagabro, SA026, SA099, S099A, S100A, SA152, SA166, SA241A, SA241B, SA263, LL-21A, todos com assinatura de toleitos alto Fe a alto Mg, apresentam comportamento pouco fracionamento de ETR total com padrão sub-horizontal a empobrecido em ETR leve (Figura 13A), sendo que os anfibolitos mostram anomalia de Ce e ausência de anomalias de Eu em todas amostras. A anomalia de Eu se deve à acumulação e fracionamento ou não de plagioclásio na fonte e o enriquecimento ou empobrecimento de Ce pode ser resultante da interação do magma com água do mar ou aporte de fluidos hidrotermais.

Os espectros dos elementos incompatíveis (Figura 13B) mostra um fraco a moderado fracionamento nos ETR, discreto a moderado enriquecimento em LILE e empobrecimento nos elementos HFSE. Adicionalmente os toleitos apresentam anomalias negativas Nb, Zr e P. A anomalia negativa de Nb é característico e assemelha-se ao ambiente de arco magmático moderno.

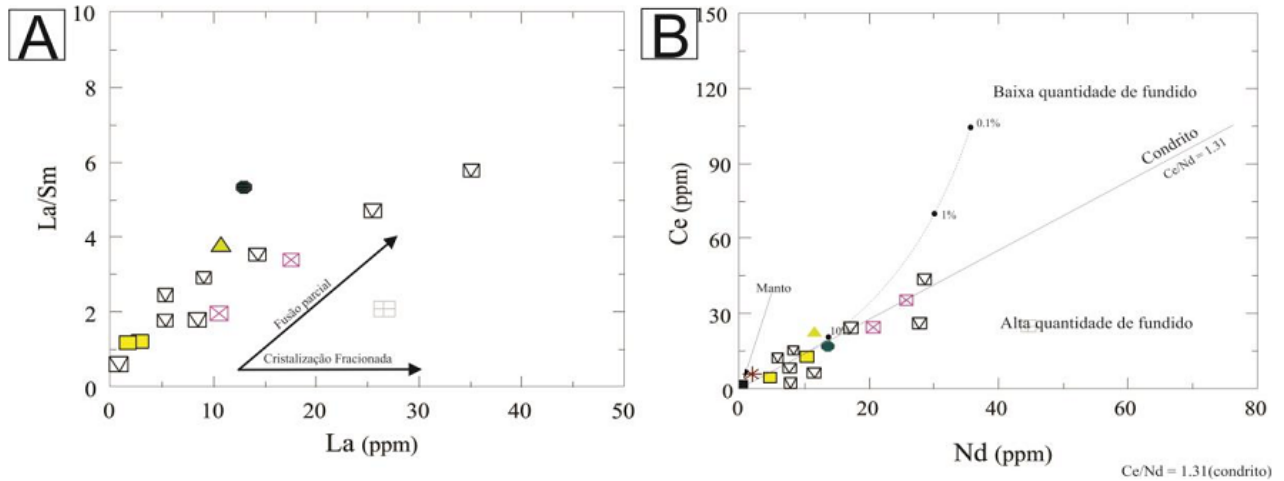


Figura 12. A) Gráfico razão La/Sm (ETR leve) vs La, para identificação do processo magmático (Allégre & Minster 1978); B) Diagrama Ce-Nd a linha condritica que plota na origem (Ahmad & Tarney 1991).

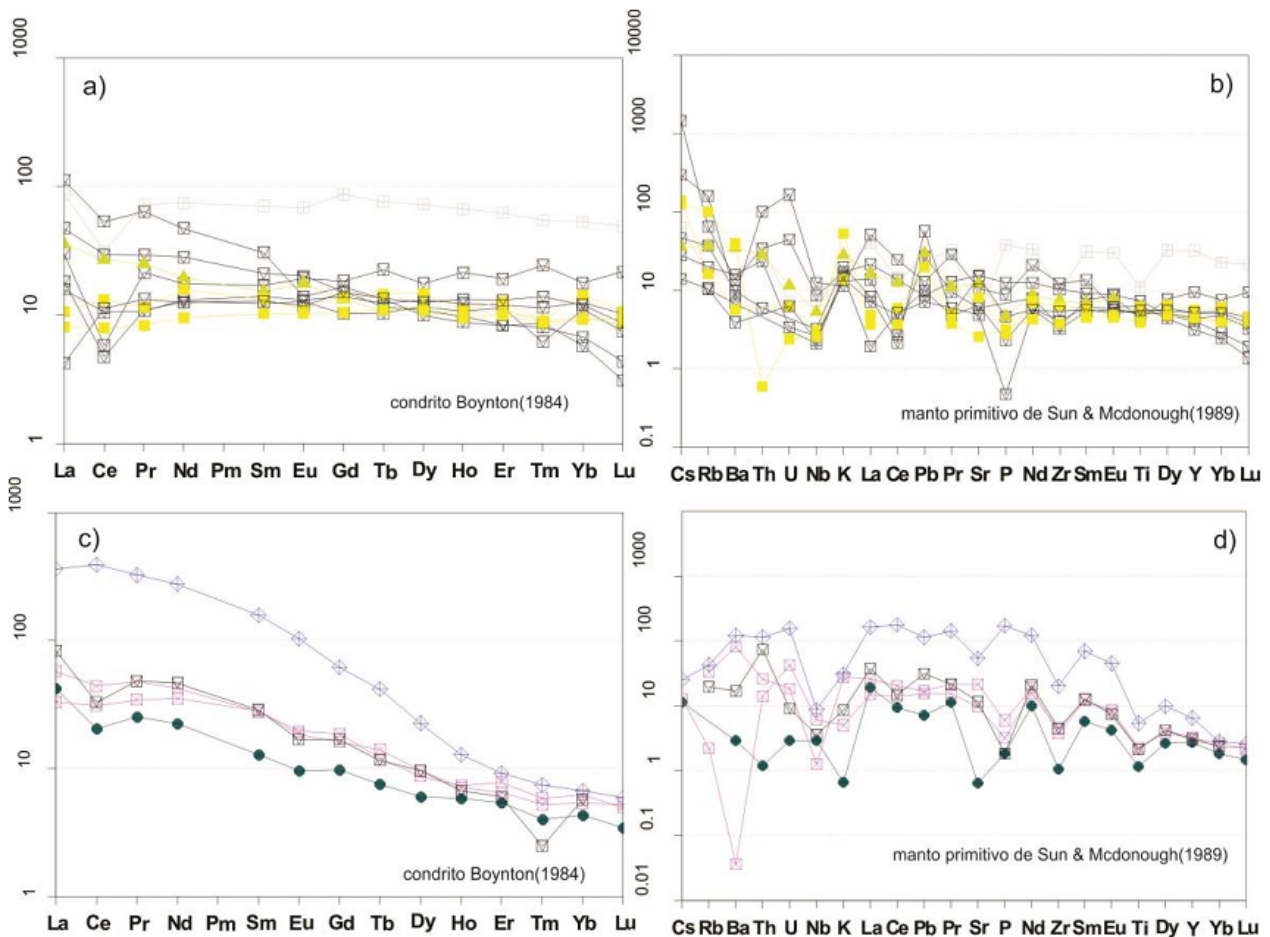


Figura 13. A) e C) Espectro de ETR normalizados ao condrito de Boynton (1984) para rochas máficas e ultramáficas; B) e D) distribuição multielementar normalizado ao manto primitivo de Sun & McDonough (1989); símbolos como anteriores.

Outro grupo é representado pelas rochas tremolita talco xisto, tremolita clorita xisto, metapiroxenito e metagabro (SA089, SA192, LL-42A, LL-53A, SA005A) que apresentam assinatura de komatiitos, constituindo grupo enriquecido em ETR total (Figura 13C) com padrão inclinado com

enriquecimento de ETR leves em relação aos pesados, portanto exibindo forte fracionamento dos ETR leves com valores de  $La/Yb_N > 5$  e  $Gd/Yb > 1$ .

No diagrama multielementar (Figura. 13D) estas rochas apresentam-se com maior

enriquecimento de elementos litófilos de íons grandes (LILE) e elementos incompatíveis e com forte anomalia negativa de Nb, Sr e Zr (HFSE), expressiva depleção em Ba cujo comportamento geoquímico é semelhante ao de arco magmático. A

## 5. PETROGÊNESE

A análise petrogenética para fins de elucidar a fonte do magma e as condições de fusões que atuaram na região fonte foi feita utilizando-se o parâmetro de variação das razões de ETR leves (La/Sm) e ETR pesados Sm/Yb (Figura 14A).

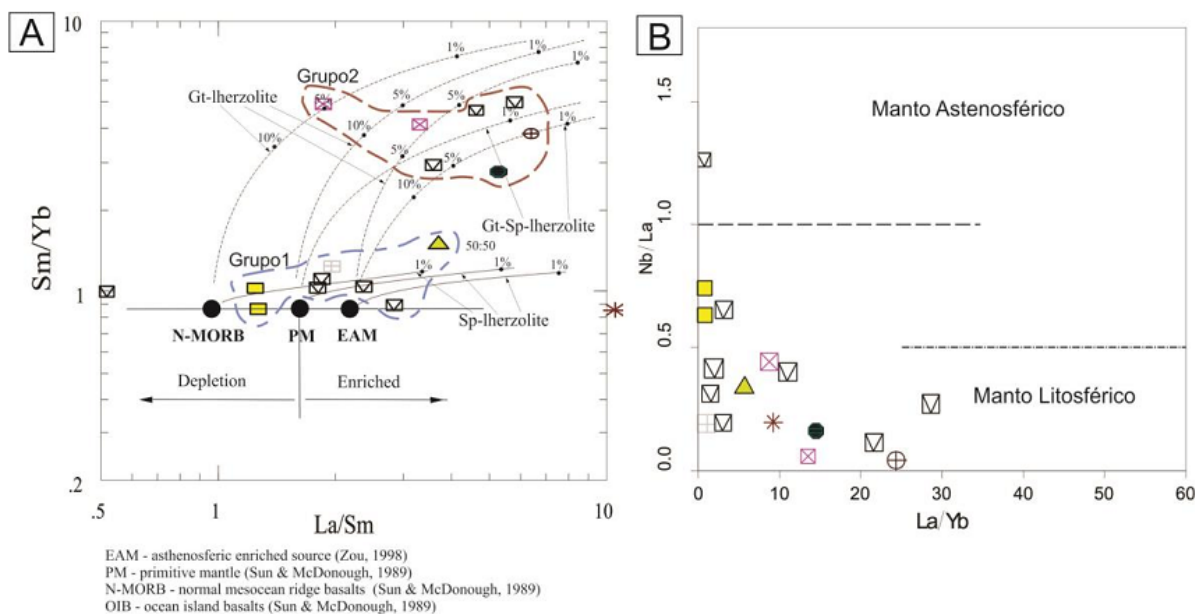
A abundância das razões de ETR pode ser utilizada para modelamento dos processos de fusão parcial e das características da região fonte formadora deste magma. De modo que, a razão La/Sm (ETR leve) não é afetado pela mineralogia da região fonte e, portanto, produz informações sobre a composição geoquímica desta região (fonte astenosférica enriquecida versus fonte empobrecida). A razão Sm/Yb foi utilizada para obter a mineralogia da região fonte e o grau de fusão parcial, pois representa um elemento incompatível a outro elemento compatível com a granada, durante o fracionamento do líquido magmático.

O aspecto diagnóstico da granada residual é o fracionamento de ETR pesados, isto devido seu forte particionamento para granada, assim, a presença de granada como uma fase residual na

anomalia negativa de Nb também é característica de rochas que evoluíram em ambiente de zona de subducção. Uma possibilidade da anomalia negativa de Sr estar relacionada ao baixo grau de fusão da fonte derivada do manto.

região fonte da fusão é inferida através da razão normalizada de Tb/Yb. De modo que, rochas formadas na região fonte do manto, na zona da granada lherzolito, implica em profundidade mínima de 80-200 Km e indica que o magma foi gerado no manto astenosférico (figura 14B).

Nesta análise da região fonte do magma pode-se utilizar, também, as razões entre HFSE (Zr/Y, Ti/Y vs. Nb/Y), os quais não são sensíveis ao fracionamento no manto superior e as variações nessas razões podem refletir heterogeneidades na fonte derivada do manto. O comportamento de Y e Yb, contudo, muda dependendo da profundidade do manto. Os elementos são incompatíveis no manto superior (espinélio lherzolito), mas são compatíveis no manto mais profundo (granada lherzolito), onde eles são retidos na granada durante a fusão parcial. Assim, razões Ti/Y baixas nas rochas metamáficas (basaltos) de arco quando comparadas com basaltos intra-placas (WPB), sugerem origem a partir do manto superior, na zona espinélio lherzolítico.



**Figura 14.** A) Diagrama das razões logarítmicas La/Sm e Sm/Yb mostrando as trajetórias de fusão de rochas derivadas do manto nas zonas da granada lherzolito e espinélio lherzolito, método de Albaredo (1995) e as composições dos mantos enriquecidos ou empobrecidos, símbolos na figura acima; B) Diagrama das razões Nb/La vs La/Yb, o Nb é empobrecido no manto litosférico em relação ao ETR leve (La), alta razão Nb/La >1 indica uma fonte do manto astenosférico, e baixas razões < 0.5 indica fonte do manto litosférico (Abdel Fattah et al. 2004).

Na análise da (Figura 14A) individualizou-se dois grupos petrogenéticos: tipo 1, pouco fracionado a empobrecido, corresponde a metagabros, metabasaltos, anfibolitos e granada anfibolitos, consistindo, principalmente, de toleitos de alto Fe, e que tiveram trajetória de fusão a partir de região fonte totalmente na zona do espinélio lherzolito (100%) a uma alta taxa de fusão acima de 5%. Este grupo apresenta característica planar a empobrecida como se verifica nos gráficos de ETR, onde os toleitos alto Fe apresentam  $La/Yb < 5$  e  $Gd/Yb$  próximo ou menor que 1. Esse comportamento é indicativo de fusão em condições rasas, cujos valores menores das razões entre ETR leves/ETR pesados, padrão relativamente plano a empobrecido dos ETR, aliado a fusão com ausência de granada residual na fonte, são sugestivos de geração no campo de estabilidade do espinélio lherzolito.

Outro grupo tipo 2 enriquecido, consistindo de metapiroxenito, tremolita xisto, metagabro, anfibolitos, predominando afinidade de Komatiitos, tiveram evolução a partir de região fonte de composição entre granada espinélio lherzolito a granada lherzolito, com taxa de fusão entre 5-10%. Desta forma estas rochas podem ter formado a profundidades maiores que o grupo 1, isto devido as razões  $Gd_N/Yb_N$  e  $La_N/Yb_N$ , que são indicadores geoquímicos onde a altas quantidade de La (ERTL), que é altamente incompatível em

espinélios e granadas peridotitos, enquanto o Yb (ERTP) é incompatível em espinélio mas compatível em granada. Assim, razões altas de  $La_N/Yb_N > 5$  ou valor baixo de Lu/Hf, em magmas primários não reciclados, pode ser atribuídos a fusão na presença de granada residual, e portanto, requereu-se que alguma porção deste processo ocorreu a profundidade abaixo da transição da zona espinélio-granada no manto peridotítico.

A razão entre Nb/La permite individualizar origem a partir de fonte astenosférica modificada por zona de subducção, isto se deve ao Nb ser empobrecido em astenosfera enriquecida na zona de subducção. O La é elemento indicador de processos de enriquecimento, tanto em fluidos oriundos de região de subducção no manto astenosférico, como através de processo de metassomatismo na astenosfera. Na Fig. 15B aplica-se este modelo acima analisando as razões Nb/La vs La/Yb, onde predominam amostras com baixa razão Nb/La, para uma variação no teor de Yb, implicando condição de fonte litosférica (baixas razões  $< 0.5$ ). De modo contrário, alta razão Nb/La  $> 1$  indica uma fonte magmática do manto astenosférico (Abdel Fattah et al. 2004). Observa-se que o grupo empobrecido, os toleitos formados na zona de subducção do arco magmático, apresenta-se deficiência em Nb e empobrecido em La, onde as amostras situam-se mais a esquerda do gráfico (Figura 14B).

## 6. CONCLUSÕES

Através desta pesquisa possibilitou-se discriminar aspectos geoquímicos e em parte petrológicas e evolutivas de rochas de composição máfica e ultramáficas, correlacionadas as rochas do tipo *greenstone belt* ocorrentes em outras regiões cratônicas. Igualmente a definição do ambiente gerador destas rochas, aplicando-se técnicas de análises litogeoquímica, visando decifrar o modelo evolutivo, pelas quais estas rochas foram formadas. De modo que se reconheceu características protolíticas de basaltos toleíticos, semelhantes aos basaltos formados em ambientes de arcos

magmáticos recentes, e também e pioneiramente a individualização de rochas do tipo komatiíticas, semelhantes às que ocorrem nos terrenos vulcano-sedimentares, sugerindo-se trata-se de modelo com forte possibilidades de representar ambientes de arco magmático, já nos primórdios evolutivos da crosta terrestre, aqui a idade de neoarquena a paleoproterozoicas. As implicações são grandes no tocante a evolução geoquímica neste período geológico e principalmente, possibilidades metalogenéticas para descoberta de depósitos minerais.

## 7. REFERÊNCIAS

Abdallah, S. 2011. Interpretação Litogeoquímica das rochas graníticas da folha Arraias. In: SBG, XIII Congresso Brasileiro de Geoquímica, III Simpósio Geoquímica dos países do Mercosul, anais CD, p.848-851.

Abdallah, S., Meneghini, P.F.V. 2011. Aspectos geológicos e metalogenéticos do Grupo Riachão do Ouro na região de Conceição (TO), uma sequência Greenstone na Folha Arraias (SD.23-V-A). In SBG, XII Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, CD. p40.

Abdel Fattah, M., Abdel Rahman, A.M., Nassar, P.E. 2004. Cenozoic volcanism in the Middle East: Petrogenesis of alkali basalts from northern Lebanon. *Geol. Mag.*, 141: 545-563.

Ahmad, T., Tarney, J. 1991. Geochemistry and Petrogenesis of Garhwal volcanic: implications for evolution of the north Indian lithosphere. *Precambrian Research* 50, 69-88.

Albarede, F. 1995. Introduction to geochemical modeling. Cambridge University Press. 543p.

- Allégre, C.J., Minster, J.F. 1978. Quantitative models of trace element behavior in magmatic process. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 38, 1-25.
- Boynton, W.V. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. (ed.). *Rare earth element geochemistry*. Elseviers, p.63-114.
- Cabanis, B., Lecolle, M., 1989. The La/10-Y/15-Nb/8 diagram: a tool for distinguishing volcanic series and discovering crustal mixing and/or contamination: *Comptes Rendus de l'Académie des sciences, serie 2, Sciences de la Terre*, 309,20p.
- Correia Filho, F. C. L., Sá A. M. 1980. Projeto Natividade. Relatório Final. Goiânia, DNPM/CPRM.
- Fitton, J.G., James, D., Leeman, W.P. Basic magmatism associated with late Cenozoic extension in the western United States: Compositional variations in space and time. *Journal of geophysical Research: Solid earth* (1987-2012), 96 (B8), 13693-13711.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8:523-548.
- Jensen, L.S. 1976. A new cationic plot for classifying subalkalic volcanic rocks. *Ontario Div. Mines, Miscel, Paper*, 6:22p.
- Jenner, G.A., Cawood, P.A., Rautenschelein, M., White, W.M., 1987. Composition of back-arc basin volcanics, Valu Fa Ridge: evidence for a slab-derived component in their mantle source. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 32, 209-222.
- Jenner, G.A., Dunning, G.R., Malpas, J., Brown, M., Brace, T. 1991. Bay of Islands and Little Port Complexes, revisited: age, geochemical and isotopic evidence confirm a supra-subduction zone origin. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol 28, 1635-1652p.
- Kuyumjian, R. M., Araujo, J.O.F. (2005). Depósitos e ocorrências de ouro no terreno arqueano-paleoproterozóico de Almas-Dianópolis (TO): Evidências da importância metalogenética do evento brasileiro, *Revista Brasileira de Geociências*, 35(4):611-614.
- Leal, A.B.M., Paul, D., Silveira, W.P., Leal, L.R.B., Cruz, S.C.P., Santos, J.P., 2008. Geoquímica das rochas metavulcânicas máficas do greenstone belt de Riacho de Santana, Bahia, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(3); 476-487.
- Pearce, J.A. 1996. Source and setting of granitic rocks. *Episodes*, 19:120-125.
- Pimentel, M. M., 1991. U-Pb zircon geochronology of precambrian tin-bearing continental – type acid in central Brazil. *Precambrian Research*, n. 52, p. 321-335, 1991.
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Jost H., Ferreira Filho C.F., Araújo S.M., 2000. The basement of the Brasília fold belt and the Goiás Magmatic Arc. In: U.G. Cordani E.J., Milani A., Thomaz Filho D.A., Campos (ed.) *Tectonic Evolution of South America*, *Cong. Intern. Geol.*, 31, Rio de Janeiro, 195-230.
- Wood, D.A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth Planet Science Letters*, 50:11-30.
- Sun, S.S. & McDonough W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders M.J. *Magmatism in the ocean basins*. Londres, Geological Society, Special Publication, 42:313-345.